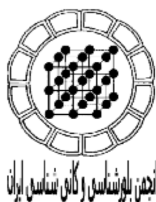
مجله
بلورشناسی و کانی شناسی ایران



مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۳ تا ۱۸

شیمی‌کانی و زمین دماسنجی کلریت در منطقه زواری‌جان (شمال‌شرق بروجرد-ایران)

داریوش کردی‌سیکان، سید وحید شاهرخی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، واحد خرم‌آباد، دانشگاه آزاد اسلامی، خرم‌آباد، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۲۶، نسخه نهایی: ۹۹/۳/۳)

چکیده: در این مقاله، از روش زمین دماسنجی کلریت برای تعیین دمای دگرگونی درجه پائین و متوسط منطقه زواری‌جان واقع در شمال‌شرق بروجرد استفاده شده‌است. محاسبه فرمول ساختاری میانگین کلریت‌های انتخابی بر اساس ۱۴ اکسیژن بیانگر تعداد کمتر از ۲٫۹۱ اتم سیلیسیم در واحد فرمولی (apfu) و مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی نزدیک به apfu۱۲ بوده که نشان‌دهنده کلریت هشت‌وجهی سه‌گانه است.کسرمولی در فاز بین لایه‌ای (Xc) نشان‌دهنده نبود اسمکتیت در فاز بین لایه‌ای و خلوص کلریت است. همه عناصر اصلی در کلریت با یکدیگر همخوانی دارند و تر کیب نمونه‌های کلریت از نوع رپیدولیت-پیکنوکلریت است. زمین دماسنجی کلریت نشان‌دهنده میانگین دمای ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است که با میانگین دمای تشکیل کلریت برآمده از دگرسانی بیوتیت همخوانی دارد. این دما همچنین نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های گرمابی نوع متوسط دما یا کوهزایی در تشکیل کلریت است. براساس این نتایج، می‌توان گفت که شکل‌گیری کلریت در ناحیه مورد بررسی ناشی از عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای بوده است.

واژه‌های کلیدی: *کلریت؛ کسر مولی؛ دگرسانی؛ اسمکتیت؛ زواری‌جان؛ بروجرد.*

مقدمه

کلریت در دگرگونی منطقه‌ای با درجه متوسط تا پائین و همچنین در سنگ‌های آذرین به عنوان فرآورده دگرسانی کانی‌های فرومنیزین مانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت به وسیله شاره‌های دوتریک یا گرمابی و یا در اثر اضافه شدن عناصر به درون سنگ(دگرنهادی) قابل مشاهده است که در دمای بیش از ۲۰۰درجه سانتی‌گراد و فشار چندکیلوبار بوجود می‌آید [۱-۴]. این کانی از گروه سیلیکات‌های ورقه‌ای بوده و شامل تناوبی از لایه‌های چاروجهی-هشت وجهی-چاروجهی (T-O-T) است که با نام طلق شناخته شده و توسط میان لایه‌های هشت وجهی بروسیت مانند $(Mg^{2+},Fe^{2+},...)(OH)_6$ پر می‌شوند. گستره وسیع ترکیب شیمیایی کلریت‌ها نشانگر محیط زمین‌شناختی بسیار متنوع تشکیل آنهاست [۵-۱۲].

ترکیب شیمیایی گسترده کانی‌های گروه کلریت نشانگر شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور آنهاست. با توجه به محلول جامد گسترده، نام‌های بسیاری چون شاموزیت، کلینوکلر، پیکنوکلریت، پناتیت، سودوئیت، رپیدولیت و دیابانتیت به اعضای گروه کلریت داده شده‌است [۱۳]. بر اساس بررسی‌های انجام شده، برخی متغیرهای شیمیایی این کانی به شدت وابسته به دمای تبلور آن است. برای مثال، آلومینیوم دو جایگاه چاروجهی و هشت وجهی را اشغال می‌کند [۱۰، ۱۲، ۱۴]. بررسی کلریت‌های منطقه لوزآزوفرس در کمربند آتشفشانی کواترنری مکزیک نشان دهنده همبستگی مثبت بین Al^{IV} و دمای تبلور کلریت است [۱۲، ۱۵]. دگرسانی گرمابی بیوتیت به کلریت در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند برای بررسی ویژگی‌های زمین شیمیایی، کانی‌شناسی و سازوکار تشکیل آنها استفاده قرار شود [۷، ۱۶-۲۷]. داده‌های به دست آمده از زمین-دماسنجی شاره‌های درگیر تأیید کننده داده‌های دمایی برآمده از زمین‌دماسنجی کلریت است [۱۲، ۱۵].

هدف از این پژوهش، بررسی شیمی کانی و زمین‌دماسنجی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۱۹-۱۱-۳۳۱۲۰۰-۰۶۶، پست الکترونیکی: Vahid.Shahrokhi@Gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

کلریت به عنوان فرآورده دگرسانی گرمابی کانی بیوتیت و برآوردی از دمای گرماب در کلریت شیست‌های منطقه زواری‌جان است.

روش بررسی

به منظور بررسی کلریت‌های موجود در منطقه زواری جان، از بخش‌های مختلف منطقه دگرسان که میزبان کانی کلریت بودند و به منظور اجتناب از برداشت نمونه‌های هوازده سطحی، یک ترانشه به طول تقریبی ۱۲۰ متر و ۱۵ چاهک به عمق دو متر حفر گردید. ترکیب کانی‌شناسی سنگ دگرسان بر اساس ۱۵ نمونه برداشت شده از درون چاهک‌ها و ۱۵ نمونه برداشت شده از ترانشه به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) و پس از تهیه مقاطع نازک-صیقلی به کمک میکروسکوپ قطبشی عبوری بازتابی بررسی شد. برای تعیین ترکیب، نوع و خاستگاه کلریت در سنگ‌های مختلف منطقه زواریجان، پس از بررسی سنگ‌نگاری و کانی‌شناسی مقاطع نازک-صیقلی، تعداد ۱۸ بلور کلریت درشت دانه برای تجزیه با ریزپردازشگر انتخاب شد. تجزیه ریزپردازشی (نقطه‌ای) کلریت‌های انتخابی برای ۱۸ نقطه با استفاده از دستگاه CAMECA-SX-100 و استانداردهای مختلف برای ۱۲ پارامتر در آزمایشگاه ریزپردازشگر الکترونی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. ولتاژ شتاب‌دهنده دستگاه ۱۵ کیلو الکترون ولت و شدت جریان ۲۰ نانوآمپر بوده است. استانداردهای ژادئیت سیلیکاتی برای سدیم، انستاتیت برای منیزیم، فایالیت برای آهن و منگنز، ولاستونیت برای کلسیم، فلدسپار قلیایی برای سدیم و آلومینیوم مورد استفاده شد.

خطای نسبی تجزیه برای عناصر اصلی ۱٪ و برای عناصر فرعی ۵٪ است. فرمول ساختاری براساس ۱۴ اکسیژن، با فرض مقدار عنصرسنجی H_2O به صورت (OH) یعنی apfu OH+F+Cl=16 محاسبه شد. کاتیون‌های آهن و منگنز بر پایه بررسی‌های ساختار بلوری کلریت، دو ظرفیتی در نظر گرفته شد، زیرا این بررسی‌ها نشان داده‌اند که این متداول‌ترین ظرفیت منگنز و آهن در کلریت است [۱۶]. از طرف دیگر، محاسبه نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای کلریت امکان‌پذیر نبود (جدول ۱).

بحث و بررسی

زمین‌شناسی عمومی

منطقه زواری‌جان در شمال استان لرستان و در شمال‌شرق شهرستان بروجرد بین طول‌های جغرافیایی ´۴۶ °۴۸ تا ´۵۵ °۴۸ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ´۵۴ °۳۳ تا ´۰۰ °۳۴ شمالی و در برگه ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجرد واقع است (شکل ۱). این منطقه از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری بخشی از پهنه سنندج- سیرجان است [۱۷،۱۸] و در زیر پهنه بیستون شامل کربنات‌های محیط کم عمق دریا از زمان تریاس پسین تا کرتاسه پسین قرار دارد [۱۹]. فعالیت شدید زمین‌ساختی باعث ایجاد پیچیدگی‌هایی در زمین‌شناسی این منطقه شده‌است. با این وجود، می‌توان ردیفی از سنگ‌ها را تشخیص داد به‌طوری‌که قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه وابسته به پالئوزوئیک و پس از آن سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه با درون لایه‌هایی از مرمرهای نازک تا ضخیم لایه تریاس و جدیدترین نهشته‌ها شامل بر آبرفت‌های هولوسن است [۲۰-۲۲] به دلیل به هم ریختگی زمین‌ساختی، دگرشکلی‌های متعدد و یکنواختی توالی رسوب‌ها در مقیاس ناحیه‌ای تغییرات جانبی لایه‌ها به راحتی قابل پیگیری نیست [۲۲]. فیلیت‌های همدان شامل سنگ‌های پلیتی دگرگونه بالاترین بخش از ردیف دگرگونی را تشکیل داده، بیشتر شامل اسلیت و فیلیت با تنوع کانی‌شناسی و بافتی ناچیز بوده و در حد رخساره شیست‌سبز (پهنه کلریت) در آمده‌اند [۲۳-۲۶]. مهمترین رویداد زمین‌شناسی در این منطقه، پیدایش توده گرانیتوئیدی بروجرد و تزریق آنها به درون فیلیت‌های همدان است که باعث ایجاد مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی مجاورتی شده است که با شیست لکه‌دار شروع شده و با هورنفلس و میگماتیت پایان می‌یابند [۲۷-۲۹]. نهشته‌های آهکی دگرگون شده بر فیلیت‌ها شامل آمونیت‌هایی به سن توآرسین (ژوراسیک پیشین) هستند [۳۰]. بنابراین سن نهشته‌شدن فیلیت‌ها، تریاس پسین- ژوراسیک پیشین در نظر گرفته می‌شود [۲۰]. این فیلیت‌ها تغییرات بافتی محسوسی ندارند، اما با نزدیک شدن به توده نفوذی، تغییرات بافتی نشان داده و بیوتیت ظاهر می‌شود. پیدایش بیوتیت به عنوان آغاز دگرگونی مجاورتی در نظر گرفته می‌شود [۲۹]. با توجه به همبرزایی کانی‌ها، این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز (پهنه کلریت) هستند و در دمای ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد دگرگون شده‌اند [۳۱]. توده گرانیتوئیدی منطقه سبب تغییرات شدیدی در سیستم آبراهه-ای و مکان‌نگاری شده‌است [۳۲]. سن این گرانیتوئیدها بر اساس روش U-Pb بر کانی زیرکن، ژوراسیک میانی [۲۸، ۲۹، ۳۳] و براساس روش Rb-Sr مربوط به کرتاسه پیشین (حدود

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

Ma ۱۲۰) [۳۴، ۳۵] تعیین شده است. توالی تریاس پسین-ژوراسیک در جنوب شرقی منطقه مورد بررسی توسط رخساره کنگلومرا و ماسه سنگ پیشرونده کرتاسه پوشیده می‌شود [۳۶]. فعالیت‌های ماگمایی و همچنین پدیده‌های دگرگونی بر ساختار زمین‌شناسی منطقه اثر گذاشته و نقش اساسی در شکل گیری کلی ریختار منطقه داشته‌است [۳۷].

جدول ۱ نتایج میانگین تجزیه ریزپردازشی کلریت‌های موجود در منطقه زواری‌جان و محاسبه فرمول ساختاری بلوری بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن.

شماره نمونه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
کانی	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO_2	۲۵٫۰۰	۲۴٫۷۱	۲۴٫۵۹	۲۴٫۵۵	۲۴٫۵۱	۲۴٫۸۱	۲۴٫۹۴	۲۴٫۹۹	۲۴٫۷۱
Al_2O_3	۲۱٫۱۱	۲۰٫۹۵	۲۰٫۷۹	۲۰٫۶۳	۲۰٫۵۱	۲۲٫۳۹	۲۱٫۷۲	۲۱٫۰۱	۲۱٫۲۱
FeO	۲۸٫۸۱	۲۹٫۴۴	۳۰٫۳۱	۳۰٫۳۲	۳۰٫۳۱	۲۷٫۵۷	۲۸٫۷۵	۳۰٫۲۹	۲۹٫۵۴
MgO	۱۲٫۵۵	۱۲٫۳۰	۱۲٫۰۱	۱۲٫۵۳	۱۲٫۹۹	۱۲٫۶۱	۱۲٫۲۲	۱۱٫۷۹	۱۲٫۰۹
MnO	۰٫۴۱	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۳۸	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۳۸	۰٫۴۱	۰٫۳۸
CaO	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳
Na_2O	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۳
K_2O	۰٫۰۹	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۴
TiO_2	۰٫۰۴	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۱۱	۰٫۰۳
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۸۸٫۰۸	۸۷٫۹۳	۸۸٫۲۳	۸۸٫۵۸	۸۸٫۹۳	۸۷٫۹۸	۸۸٫۲۳	۸۸٫۷۹	۸۸٫۱۵
Si	۲٫۶۸	۲٫۶۷	۲٫۶۵	۲٫۶۵	۲٫۶۴	۲٫۶۸	۲٫۷۰	۲٫۷۰	۲٫۶۶
Al	۲٫۶۸	۲٫۶۶	۲٫۶۳	۲٫۶۱	۲٫۴۵	۲٫۸۴	۲٫۷۵	۲٫۶۶	۲٫۶۹
Al^{IV}	۱٫۳۲	۱٫۳۳	۱٫۳۵	۱٫۳۵	۱٫۳۶	۱٫۳۲	۱٫۳۰	۱٫۳۰	۱٫۳۴
Tsite	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Al^{VI}	۱٫۳۶	۱٫۳۳	۱٫۲۸	۱٫۲۶	۱٫۰۹	۱٫۵۲	۱٫۴۵	۱٫۳۶	۱٫۳۵
Fe^{2+}	۲٫۵۹	۲٫۶۵	۲٫۷۳	۲٫۷۳	۲٫۷۳	۲٫۴۸	۲٫۵۸	۲٫۷۲	۲٫۶۶
Fe^{3+}	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Mg	۲٫۰۱	۱٫۹۸	۱٫۹۳	۲٫۰۱	۲٫۰۸	۲٫۰۲	۱٫۹۶	۱٫۹۰	۱٫۹۴
Mn	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
مجموع	۹٫۹۹	۱۰٫۰۰	۹٫۹۸	۱۰٫۴۰	۹٫۹۵	۱۰٫۰۶	۱۰٫۰۲	۱۰٫۰۲	۹٫۹۹
Fe/(Fe+Mg)	۳٫۰۱	۲٫۹۸	۲٫۹۳	۳٫۰۱	۳٫۰۸	۳٫۰۲	۲٫۹۶	۲٫۹۰	۲٫۹۶
OH	۱۵٫۹۰	۱۶٫۰۰	۱۵٫۹۷	۱۶٫۰۰	۱۵٫۹۸	۱۵٫۹۴	۱۵٫۹۰	۱۵٫۹۶	۱۵٫۸۰
F	۰٫۱۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۱۹
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Xc	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۸	۰٫۹۸	۰٫۹۷	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۹۹
Fe/Mg	۱٫۲۹	۱٫۳۴	۱٫۴۱	۱٫۳۶	۱٫۳۱	۱٫۲۳	۱٫۳۲	۱٫۴۳	۱٫۳۷
Al_c^{IV}	۳٫۴۳	۳٫۴۲	۳٫۴۰	۳٫۴۶	۳٫۵۲	۳٫۴۳	۳٫۳۷	۳٫۳۳	۳٫۴۱
T	۳۶۳	۳۶۶	۳۷۳	۳۷۳	۳۷۶	۳۶۳	۳۵۷	۳۵۷	۳۶۹
T_c	۳۸۱	۳۸۱	۳۷۸	۳۸۵	۳۹۱	۳۸۲	۳۷۵	۳۷۱	۳۸۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

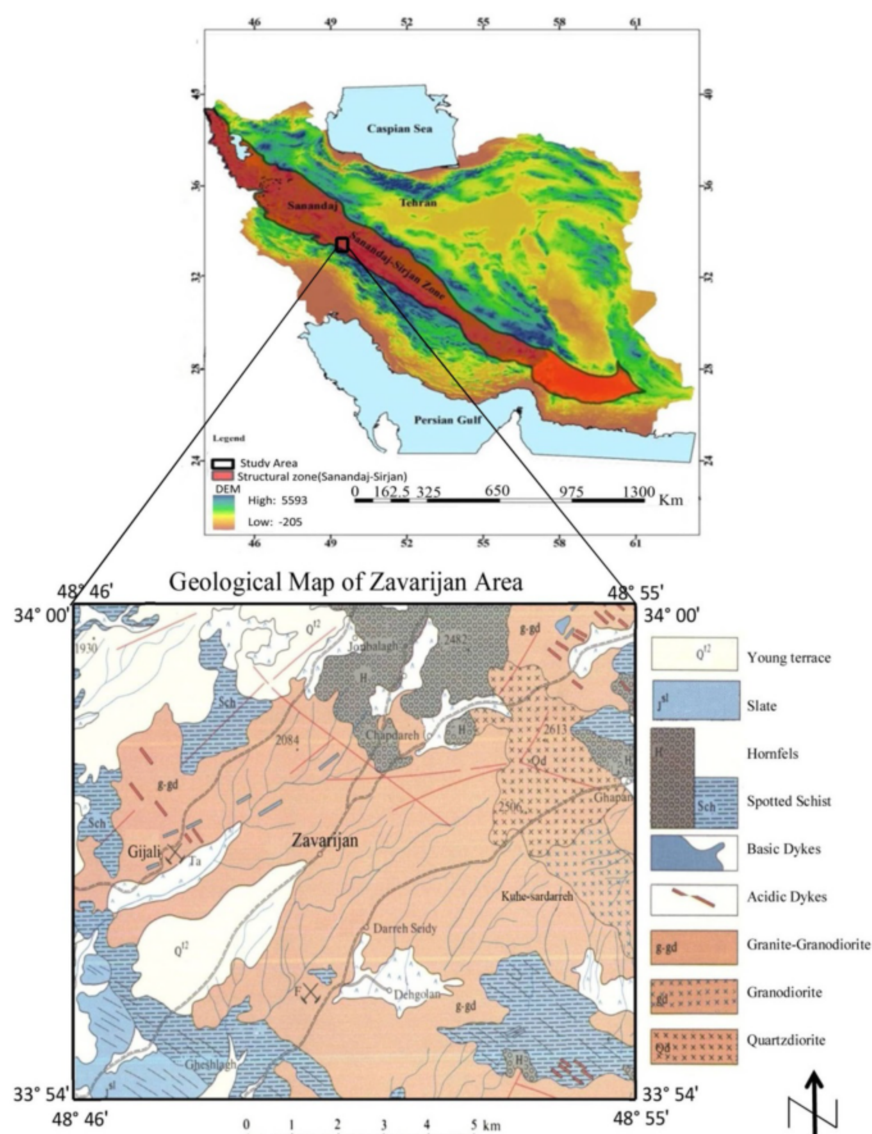
ادامه جدول ۱

شماره نمونه	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸
کانی	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl	Chl
SiO_2	۲۴/۴۹	۲۶/۱۳	۲۵/۲۵	۲۵/۱۷	۲۶/۴۵	۲۶/۹۵	۲۴/۸۴	۲۴/۸۰	۲۴/۷۳
Al_2O_3	۲۱/۴۱	۲۲/۱۵	۲۰/۲۷	۲۰/۱۴	۲۱/۲۰	۲۱/۱۹	۲۰/۷۸	۲۰/۵۰	۲۰/۳۱
FeO	۲۸/۸۳	۲۷/۱۵	۲۹/۴۱	۲۹/۹۹	۲۷/۹۱	۲۸/۴۴	۲۹/۳۹	۲۹/۳۱	۲۹/۲۸
MgO	۱۲/۳۷	۱۱/۷۱	۱۳/۱۹	۱۲/۷۱	۱۱/۹۸	۱۲/۲۴	۱۲/۷۱	۱۲/۸۱	۱۳/۰۱
MnO	۰/۳۶	۰/۵۵	۰/۴۰	۰/۲۹	۰/۴۵	۰/۳۳	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۳۹
CaO	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۶
Na_2O	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳
K_2O	۰/۲۵	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۱۲	۱/۰۵	۱/۰۹	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲
TiO_2	۰/۰۳	۰/۱۱	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۱۵	۰/۳۷	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۹
Cr_2O_3	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۸۷/۷۷	۸۸/۸۶	۸۸/۷۱	۸۸/۵۶	۸۹/۲۵	۹۰/۷۰	۸۸/۳۵	۸۸/۱۱	۸۸/۰۲
Si	۲/۶۲	۲/۸۲	۲/۷۳	۲/۷۲	۲/۸۶	۲/۹۱	۲/۶۸	۲/۶۹	۲/۶۸
Al	۲/۵۶	۲/۸۱	۲/۵۷	۲/۵۵	۲/۶۹	۲/۶۸	۲/۶۴	۲/۶۱	۲/۵۷
Al^{IV}	۱/۳۶	۱/۱۸	۱/۲۷	۱/۲۸	۱/۱۴	۱/۰۹	۱/۳۲	۱/۳۱	۱/۳۲
Tsite	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴	۴
Al^{VI}	۱/۲۰	۱/۶۳	۱/۳۰	۱/۲۷	۱/۵۵	۱/۵۹	۱/۳۲	۱/۳۰	۱/۲۵
Fe^{2+}	۲/۵۹	۲/۴۴	۲/۶۴	۲/۲۷	۲/۵۱	۲/۵۶	۲/۶۴	۲/۶۴	۲/۶۴
Fe^{3+}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۱/۹۸	۱/۸۷	۲/۱۱	۲/۰۴	۱/۹۲	۱/۹۷	۲/۰۴	۲/۰۶	۲/۰۹
Mn	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳
Ca	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Na	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
K	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷
Ti	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Cr	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۹/۸۱	۱۰/۰۶	۱۰/۰۱	۱۰/۰۶	۱۰/۰۱	۱۰/۲۵	۱۰/۰۵	۱۰/۰۵	۱۰/۰۹
Fe/(Fe+Mg)	۲/۹۸	۲/۸۷	۳/۱۱	۳/۰۴	۲/۹۲	۲/۹۷	۳/۰۴	۳/۰۶	۳/۰۹
OH	۱۵/۹۹	۱۵/۹۱	۱۶/۰۰	۱۵/۹۵	۱۵/۹۷	۱۵/۹۹	۱۵/۹۶	۱۵/۹۸	۱۶/۰۰
F	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰
Cl	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Xc	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۹	۰/۹۸	۰/۹۷	۰/۹۷
Fe/Mg	۱/۳۱	۱/۳۰	۱/۲۵	۱/۳۲	۱/۳۱	۱/۳۰	۱/۲۹	۱/۲۸	۱/۲۶
Al_c^{IV}	۳/۴۵	۳/۱۹	۳/۴۴	۳/۴۰	۳/۱۸	۳/۱۷	۳/۴۵	۳/۴۵	۳/۴۸
T	۳۷۶	۳۵۰	۳۴۷	۳۵۰	۳۰۵	۲۸۹	۳۶۳	۳۶۰	۳۶۳
T_c	۳۸۴	۳۵۶	۳۸۳	۳۷۸	۳۵۵	۳۵۴	۳۸۴	۳۴۸	۳۸۷

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

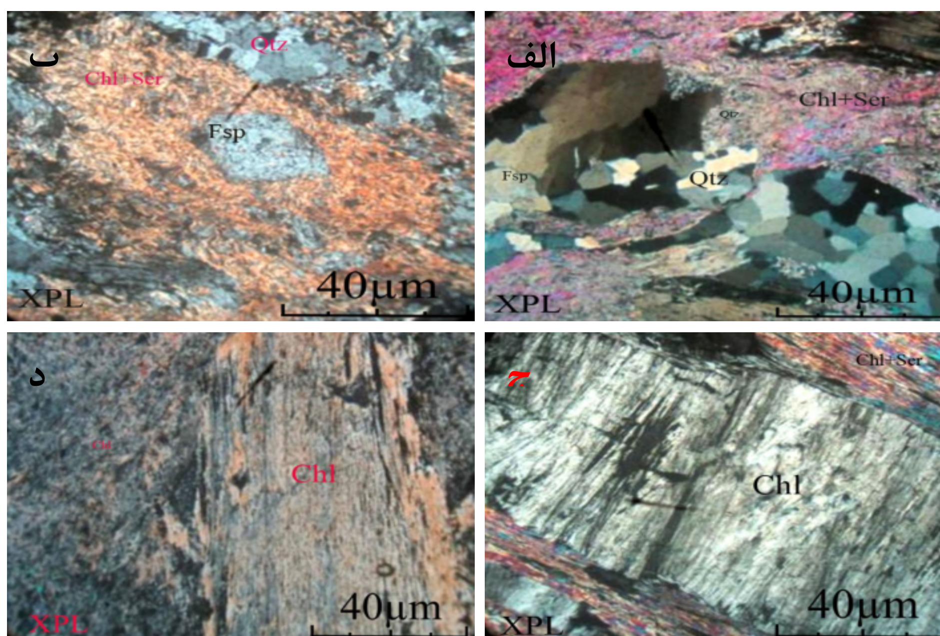


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه زواری‌جان (برگرفته از مرجع [۳۸] با اندکی تغییر و تصحیح) و جایگاه آن در نقشه زمین ساختاری ایران [۱۷].

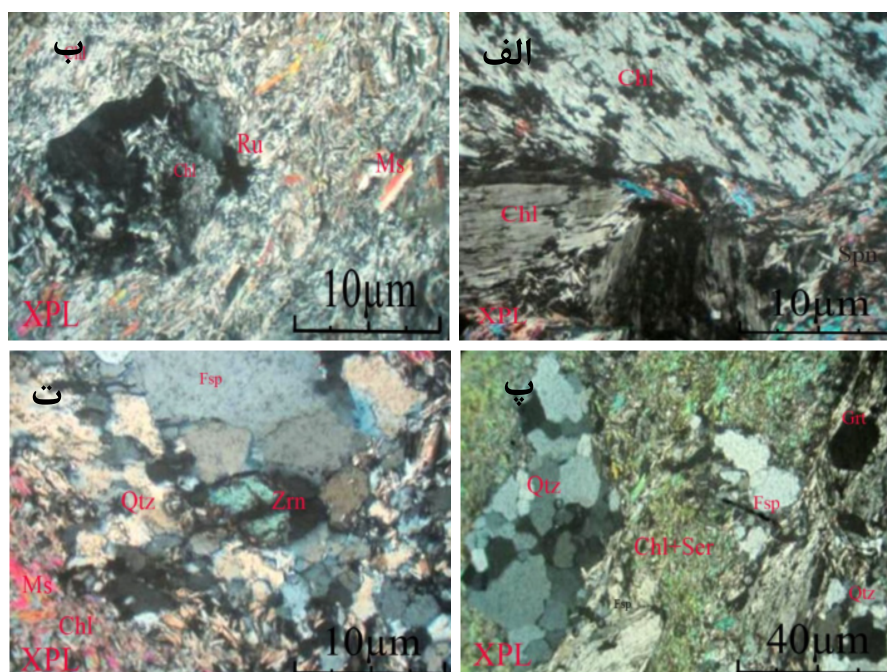
ویژگی‌های صحرائی و سنگ نگاری واحدهای کلریت‌دار

روابط صحرایی بین مجموعه‌های سنگ‌شناسی موجود در منطقه شامل مجموعه‌های گرانیتی و سنگ‌های دگرگونی مورد بررسی قرار شده است (شکل ۱). بررسی‌های صحرایی انجام شده بیانگر حضور کلریت در بخش‌های مختلف منطقه از جمله اسلیت‌ها، فیلیت‌ها و گرانیت‌های کنار آنهاست [۳۸]. سنگ‌های موجود در منطقه مورد بررسی که در رخساره شیست سبز پایینی تشکیل شده‌اند، بیشتر از نوع مسکوویت-کلریت شیست هستند و در اثر دگرگونی و دگرشکلی، دارای ساخت و بافت-های شکل‌پذیر و گاهی شکنا شده‌اند. با توجه به کانی‌های موجود، سنگ اولیه از نوع آتشفشانی با ترکیب حدواسط تا مافیک و همچنین از یک واحد رسوبی-پلیتی مانند لای سنگ یا ماسه‌سنگ ریزدانه و ناخالص بوده است. در دوران پالئوزوئیک، سنگ‌های آتشفشانی و رسوب‌های تخریبی به صورت متناوب در این پهنه انباشته شده و سپس در دوران مزوزوئیک دستخوش دگرگونی منطقه‌ای و پس از آن با نفوذ سنگ‌های گرانیتوئیدی، دچار دگرگونی مجاورتی شده‌اند. چین‌خوردگی و تغییرشکل همراه با دگرگونی نیز در تریاس میانی قابل مشاهده است [۳۹، ۴۰].

کانی‌شناسی این سنگ‌ها ساده است و کانی‌هایی مانند کلریت، کوارتز، مسکوویت و فلدسپار به عنوان کانی‌های اصلی، و اسفن، گارنت، آپاتیت، زیرکن، روتیل و لوکوکسن به عنوان کانی‌های فرعی قابل مشاهده‌اند (شکل‌های ۲ و ۳). بررسی‌های کانه‌نگاری نشان دهنده وجود کانه‌هایی چون پیریت، هماتیت، لیمونیت، طلا و کرندوم است که با نزدیک‌شدن به توده نفوذی دیده می‌شوند.



شکل ۲ الف) نمایی از ساختارهای دگرگونی-دگرشکلی هلالی دربردارنده مجموعه‌های کوارتز تبلوریافته و پورفیروکلاست‌های کوارتز که در زمینه‌ای از سریسیت-مسکوویت و کلریت حضور دارند. کوارتزهای ریزدانه و کلریت به صورت سایه فشار در لبه کم‌فشار هلال‌های کوارتز دیده می‌شود. خاموشی موجی در بقایای پورفیروکلاست‌های کوارتز اولیه قابل تشخیص است ب)تک بلور فلدسپار شامل میانبارهایی از سریسیت-مسکوویت که در میان زمینه‌ای از مسکوویت، طلق و کلریت قرار گرفته است. پ) نمایی از یک نوار کلریتی که در شیستوارگی سنگ شامل مسکوویت و کلریت دیده می‌شود. ت) یک قالب بلوری که به احتمال زیاد از نوع ارتوپیروکسن بوده و بطورکامل توسط کلریت جانشین شده است. در زمینه سنگ نیز کلریت‌های بسیار ریزدانه و گاهی رشته‌ای دیده‌می‌شود بطوریکه همه بافت سنگ به کلریت دگرسان شده است. (علائم اختصاری براساس مرجع [۴۱]).



شکل ۳ الف) نمایی از چند بلور کاملاً خودشکل و دو قلو از روتیل که در میان مجموعه بلورهای رشته‌ای کلریت و مسکوویت دیده می‌شود. ب) نمایی از بلورهای ریز اسفن درون درشت‌بلورهای کلریت پ)نمای عمومی از بافت سنگ شامل هلال‌های کوارتز ریزبلور و بازتبلوریافته و تک بلورهای خودشکل گارنت که در میان نوارهایی از کلریت و سریسیت-مسکوویت قرار دارد. ت) نمایی نزدیک از بلور خودشکل زیرکن که در زمینه‌ای از کوارتز، کلریت و مسکوویت دیده می‌شود. (علائم اختصاری بر اساس مرجع [۴۱].

بخش‌های روشن سنگ دربردارنده کوارتزهای ریز تا متوسط‌دانه به همراه فلدسپار و مقادیر کمی اسفن، روتیل و آپاتیت بیشتر به صورت مجموعه بلورهایی با ساختار هلالی شکل (سیگموئیدی) است که بر اثر دگرگونی و طی بازتبلور شکل گرفته‌اند (شکل ۲ الف). گاهی می‌توان بقایایی از بلورهای فلدسپارقلیایی را مشاهده نمود که اغلب رسی شده‌اند و هم رشدی با کلریت نشان می‌دهند (شکل ۲ ب). بر این اساس، می‌توان گفت که دگرسانی بیوتیت به کلریت با تهی‌شدگی K_2O و کاهش SiO_2 همراه است و می‌تواند منجر به تشکیل فلدسپار پتاسیم شود [۴۰]. مجموعه‌های کوارتزی در میان نوارهای تیره کلریت-سریسیت-مسکوویت همراه با مقادیر کمی کوارتز ریزبلور و پراکنده قرار دارند و از برگوارگی سنگ به طور کامل پیروی می‌کنند (شکل ۲ الف).

کلریت‌های موجود در زمینه‌ی سنگ به‌صورت درشت‌بلور و گاهی نیز به صورت سوزنی و بسیار باریک حضور دارند. در برخی بخش‌ها، درشت‌بلورهای کلریت اغلب شامل میانبارهای بی‌شکلی از روتیل و اسفن هستند (شکل ۲ پ). به نظر می‌رسد که این کلریت‌ها جانشین بلورهای اولیه و مافیک شده‌اند. در بعضی مقاطع، بقایایی از قالب‌های بلورین با اندازه گاهی تا ۳ میلیمتر نیز دیده می‌شوند که بطورکامل توسط کلریت جانشین شده‌اند (شکل ۲ ت). احتمال دارد که این قالب‌های بلورین از نوع بیوتیت اولیه بوده باشند. بررسی‌های انجام شده بر دایک-های بازی منطقه نشان می‌دهد که بیوتیت تا اندازه‌ای توسط کلریت جایگزین شده‌است [۴۲].

اسفن‌ها به صورت ریزبلور و بی شکل و در جهت برگوارگی عمومی سنگ همراه با کلریت‌های ریز تا درشت بلور و در روند رخ‌های کلریت قابل تشخیص است (شکل ۳ الف). همچنین بلورهای کاملاً خودشکل روتیل به صورت دانه پراکنده و یا مجموعه‌های ریزبلور، نیمه شکل‌دار، خودشکل و دوقلو همراه با کلریت‌های ریز تا درشت بلور و در روند رخ‌های کلریت قابل مشاهده است (شکل ۳ ب). همچنین مجموعه‌های لوکوکسنی شامل اسفن، روتیل، ایلمنیت، هماتیت و . . . نیز جانشین برخی از کانی‌های کدر اولیه شده‌اند. به احتمال زیاد، این کانی‌های کدر از نوع کانی‌های آهن و تیتانیوم‌دار (چون تیتانومگنتیت) بوده‌اند که بر اثر دگرگونی برگشتی به مجموعه‌های لوکوکسنی تبدیل شده‌اند. مقدار این مجموعه‌های لوکوکسنی بسیار ناچیز است.

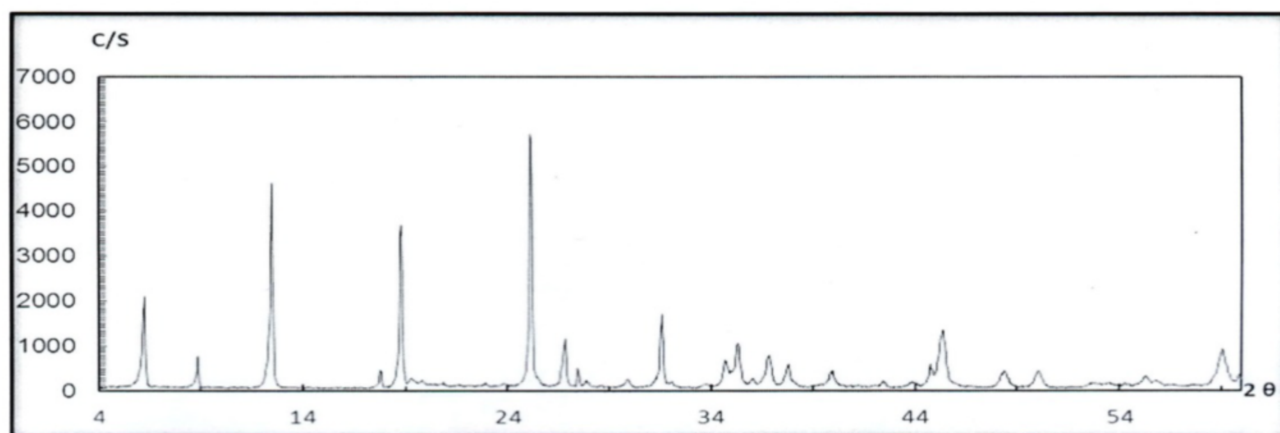
مقادیر کمی گارنت به صورت بلورهای خودشکل و مکعبی نیز دیده می‌شود (شکل ۳ پ). پائین بودن فشار لازم برای تشکیل گارنت و یا فقیر بودن سنگ اولیه از منیزیم موجب کمبود کانی گارنت در این سنگ‌ها شده‌است [۴۳]. زیرکن در مقادیر ناچیز به ابعاد تا ۰٫۴ میلیمتر به صورت تک بلورهای دانه پراکنده و بیشتر خودشکل و گاهی نیمه‌شکل‌دار در میان بخش‌های دربردارنده سریسیت-مسکوویت قابل تشخیص است (شکل ۳ ت).

بررسی کانی‌شناسی به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) نشان‌دهنده دگرسانی همراه با کانه‌زایی از نوع کلریت است. بر این اساس، کانی‌های اصلی موجود در سنگ میزبان کانه‌زایی شامل کلریت، کوارتز، موسکویت، ایلیت، میکروکلین و کانی فرعی نیز روتیل است (جدول ۲، شکل ۴). به نظر می‌رسد که بیوتیت در حضور سیال‌های گرم شامل Fe و Mg به کلریت تبدیل شده‌است.

جدول ۲ تشخیص و ترکیب کانی شناسی تعدادی از نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از پراش پرتو X.

شماره نمونه	کانی اصلی	کانی فرعی	کانی جزئی
KZ1	کوارتز-کلریت- موسکویت- ایلیت	میکروکلین	روتیل
KZ2	کلریت- موسکویت-ایلیت	کوارتز- میکروکلین	روتیل
KZ3	کلریت-کوارتز-موسکویت-ایلیت	میکروکلین	روتیل
KZ4	کوارتز-کلریت-موسکویت	-	روتیل
KZ5	کلریت-موسکویت	کوارتز- میکروکلین	روتیل-ایلیت
KZ6	کلریت	کوارتز- میکروکلین-موسکویت	روتیل-ایلیت
KZ7	کلریت- موسکویت-ایلیت	کوارتز-میکروکلین	روتیل
KZ8	کوارتز-کلریت- موسکویت- ایلیت	میکروکلین	روتیل
KZ9	کلریت	کوارتز- موسکویت	روتیل
KZ10	کلریت-کوارتز-موسکویت	میکروکلین	روتیل-ایلیت

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]



Sample:
KZ3
Az: 15975-69474
Date : 12/7/2017
kV = 40
mA = 30
Ka. = Cu
Fil. = Ni

Major Phase(s)	Minor Phase(s)	Trace Phase(s)
Chlorite (29-0701) (Mg,Fe)6(Si,Al)4O10(OH)8	Quartz (33-1161) SiO2	--
Muscovite - illite (26-0911) KAl2Si3AlO10(OH)2	Microcline (19-0932) KAlSi3O8	

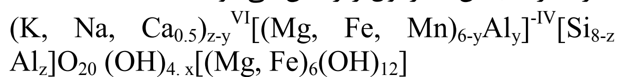
شکل ۴ طرح پراش پرتوی ایکس (XRD) از یکی از نمونه‌های برداشت شده از منطقه مورد بررسی.

شیمی کانی کلریت

کلریت‌های موجود در منطقه زواری جان با استفاده از تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی، بررسی شدند. فرمول ساختاری کلریت‌های تجزیه شده بر پایه ۱۴ اکسیژن در جدول ۱ ارائه شده‌است. تعیین نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} برای کانی کلریت امکان‌پذیر نبود.

بر اساس نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ نسبت به 2*Si [۴۴]، کلریت‌های موجود در منطقه مورد بررسی بیشتر از نوع ریپیدولیت و به مقدار کمتر از نوع پیکنوکلر هستند (شکل ۵ الف). نسبت Fe/Mg در تجزیه ریزپردازشی در گستره ۱٫۲۹ تا ۱٫۴۳ متغیر است، به این معنا که کلریت‌های موجود در منطقه مورد بررسی از نوع آهن‌دار هستند. نسبت $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ در کلریت‌های بررسی شده بین ۲٫۹۲ تا ۳٫۱۱ متغیر است که نشانگر بالا بودن مقدار آهن نسبت به منیزیم در کلریت‌های منطقه است.

مقدار سیلیسیم ۲٫۶۴ تا ۲٫۹۱ اتم در واحد فرمولی است که تأیید کننده رده‌بندی کلریت‌ها به ریپیدولیت-پیکنوکلریت است. بر این اساس، همه کلریت‌ها دارای مقدار سیلیسیم کمتر از ۶ اتم در واحد فرمولی هستند که نشان‌دهنده خلوص کلریت‌هاست. مقدار بالاتر از ۶ اتم در واحد فرمولی بیانگر فازهای بین لایه‌ای کلریت-اسمکتیت است [۴۵]. وجود کلسیم به مقدار بیش از ۰٫۱ اتم در واحد فرمولی نشانگر حضور جزئی اسمکتیت است [۴۵] که با توجه به جدول ۱، مقدار کلسیم در کلریت‌های منطقه مورد بررسی بسیار کم و در حد صفر بوده که نشانگر نبود اسمکتیت حتی به صورت جزئی است. تجزیه شیمیایی کلریت-اسمکتیت با اکسیژن متغیر در یاخته یکه به شرطی که سیستم بلوری هردو سه هشت وجهی باشد می‌تواند دوباره بررسی شود [۴۵]. بر این اساس، پارامتر Xc به صورت جزء مولی کلریت در فاز بین لایه‌ای و یا به عبارت دیگر نسبت لایه‌های بروسیت تعریف می‌شود [۴۶، ۴۷]. به این ترتیب، اگر فاز تجزیه شده اصلی بین کلریت خالص و ساپونیت خالص قرار گیرد، ترکیب آن با فرمول زیر بیان می‌شود:

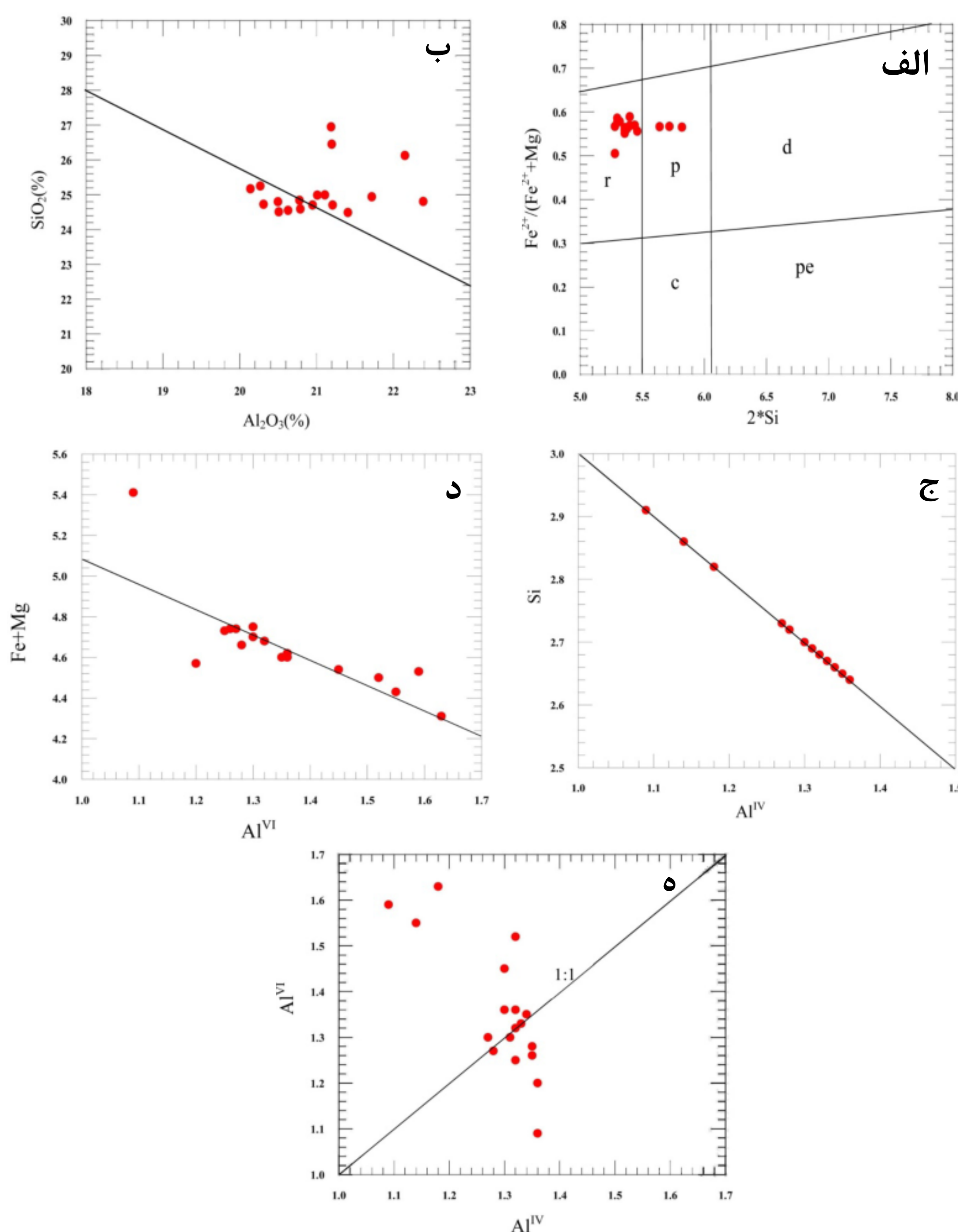


$(K, Na, Ca_{0.5})_{z-y}{}^{VI}[(Mg, Fe, Mn)_{6-y}Al_y]^{-IV}[Si_{8-z}Al_z]O_{20}(OH)_{4.x}[(Mg, Fe)_6(OH)_{12}]$

مقادیر x، y و z را می‌توان از فرمول بالا و با محاسبه اولیه ضریب تناسب f بدست آورد. این ضریب بر پایه ۲۸ اکسیژن و به دو صورت مختلف تعیین می‌شود. اگر $z>y$ باشد، $f = 16/(Al + 2Si + 2Ca + K)$ و اگر $z<y$ باشد، $f = 16/(Al + 2Si - 2Ca - K)$ می‌شود [۴۵]. با محاسبه

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

فرمول ساختاری فازهای بین لایه‌ای، می‌توان نسبت‌های کلریت و ساپونیت را ارزیابی نمود. در کلریت خالص، مقدار Xc نزدیک به ۱ و در اسمکتیت خالص مقدار Xc حدود صفر است. برای فازهای بین لایه‌ای با نسبت کلریت و اسمکتیت برابر، مقدار Xc برابر با ۰/۵ خواهد بود [۴۵]. مقدار پارامتر مولی محاسبه شده برای کلریت‌های منطقه زواری‌جان بر اساس نتایج تجزیه ریزپردازشی (جدول ۱) حدود ۰/۹۹-۰/۹۷ و بسیار نزدیک به یک بوده که نشانگر نبود اسمکتیت و خلوص بالای کلریت‌هاست.



شکل ۵ الف-ترکیب کلریت‌های منطقه زواری‌جان در نمودار 2Si نسبت به $(Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg^{2+})$ [۴۴] و قرارگیری نمونه‌ها در گستره ریپدولیت-پیکنوکلریت (ریپدولیت(r)- پیکنوکلریت(p)- دیابانتیت(d)- کلینوکلر(c)- پناتیت(pe)) ب- نمودار پراکنش Al_2O_3 نسبت به SiO_2 و همبستگی وارون بین این دو در کلریت‌های منطقه مورد بررسیو پ-نمودار پراکنش Al^{IV} نسبت به Si و وجود همبستگی وارون بین این دو مولفه در کلریت-های منطقه مورد بررسی. ت- همبستگی وارون بین Al^{VI} با $Fe^{2+}+Mg^{2+}$ در کلریت‌های منطقه مورد بررسی ث- نمودار Al هشت وجهی نسبت به Al چاروجهی در کلریت‌های منطقه زواری‌جان.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

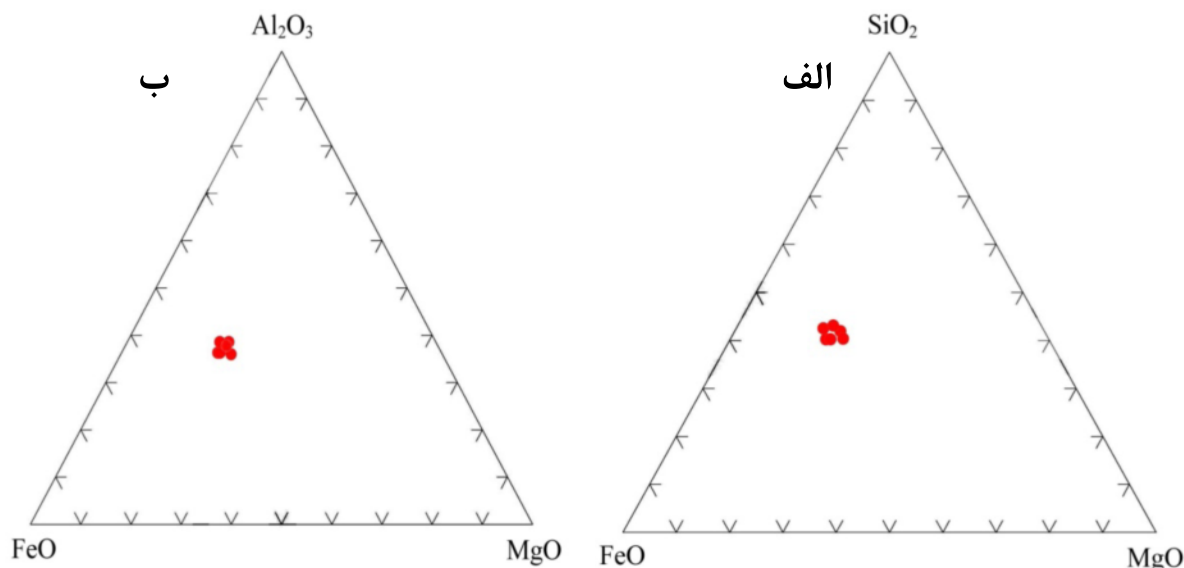
[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

در ساختار بلور کلریت، جانشینی گسترده اتمی بین کاتیون‌های Al^{3+} و Si^{4+} از یک سو و بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe^{2+} و Mg^{2+} از طرف دیگر روی می‌دهد. Al در دو جایگاه هشت و چار وجهی وارد می‌شود. Al^{IV} جانشین Si می‌شود و به این ترتیب، افزایش مقدار Al در جایگاه چاروجهی با کاهش مقدار Si همراه است[۱۵]. در شبکه بلوری کلریت‌ها، نسبت کاتیونی Al در گستره ۲٫۴۵ تا ۲٫۸۴ و نسبت کاتیونی Si در گستره ۲٫۶۴ تا ۲٫۹۱ تغییر می‌کند. به این ترتیب، مقدار Al^{IV} در گستره ۱٫۰۹ تا ۱٫۳۶ تغییر می‌کند. همبستگی وارون بین Al_2O_3 و SiO_2 در کلریت‌های منطقه مورد بررسی نشانگر جایگزینی کاتیونی Al^{3+} با Si^{4+} است (شکل ۵ ب). جایگزینی کاتیونی Al^{3+} با Si^{4+} با همبستگی وارون بین Al^{IV} با Si نیز تأیید می‌شود (شکل ۵ پ). مقدار کاتیون جایگزین شده در Al^{VI} در گستره ۱٫۰۹ تا ۱٫۶۳ بوده و به طور نسبی بیشتر از مقدار جایگزین شده در جایگاه چاروجهی است. مقدار Fe^{2+} در گستره ۲٫۴۴ تا ۲٫۷۳ و مقدار Mg^{2+} در گستره ۱٫۸۷ تا ۲٫۱۱ تغییر می‌کند. همبستگی وارون بین Al^{VI} و Fe^{2+}+Mg^{2+} در کلریت‌های منطقه مورد بررسی نشانگر جایگزینی کاتیونی Al^{VI} با Mg^{2+} و Fe^{2+} است (شکل ۵ ت).

از سوی دیگر، تعداد محدودی از کلریت‌ها مقدار Al^{IV} و Al^{VI} برابر دارند. اگر مقدار Al^{VI} بیش از Al^{IV} باشد به معنای این است که Si^{4+} جانشین شده با Al^{3+} مقدار بیشتری دارد و اگر مقدار Al^{IV} بیش Al^{VI} باشد به معنای جانشینی کمتر Si^{4+} با Al^{3+} است [۴۸]. باتوجه به بررسی‌های انجام شده، نسبت Al هشت وجهی به Al چاروجهی در کلریت‌های منطقه زواری‌جان تقریبا برابر بوده که به معنای جانشینی نسبتا مساوی Si^{4+} با Al^{3+} است (شکل ۵ ث).

مقدار تیتانیوم در کلریت‌ها با میانگین ۰٫۱۱ درصد بسیار پائین و در گستره ۰٫۰۳ تا ۰٫۳۷ درصد متغیر است. به این ترتیب، تیتانیوم در بیوتیت اولیه به صورت روتیل، اسفن و یا لوکوکسن به شکل تیغه‌های نازک موازی با رخ‌های کلریت و همرشد با آن به صورت ثانویه تشکیل می‌شود [۴۹، ۵۰].

سیلیسم و آلومینیم تنها تشکیل دهنده ورقه‌های چاروجهی و Fe^{2+}، Fe^{3+}، Mg، Mn، Ti و Al تشکیل دهنده ورقه‌های هشت‌وجهی هستند (جدول ۱). براساس داده‌های تجزیه ریزپردازشی، تغییرات ترکیبی کلریت نشان‌دهنده تشابه جالب توجه در مقدار سیلیسیم، آلومینیم، آهن و منیزیم است (شکل ۶).



شکل ۶ الف- نمودار مثلثی SiO_2-MgO-FeO و وجود تغییرات ترکیبی این سه اکسید در کلریت‌های منطقه مورد بررسی. ب- نمودار مثلثی Al_2O_3-MgO-FeO و وجود تغییرات ترکیبی این سه اکسید در کلریت‌های منطقه مورد بررسی. تغییرات ترکیبی کلریت‌های منطقه مورد بررسی نشان دهنده تشابه جالب توجه در مقدار سیلیسیم، آلومینیم، آهن و منیزیم است.

در مجموع، چهار دسته کلریت به‌صورت هشت‌وجهی دوگانه، هشت‌وجهی سه‌گانه، سه‌هشت‌وجهی دوگانه و شه-هشت‌وجهی سه‌گانه وجود دارد. با توجه به اینکه مجموع کاتیون های هشت‌وجهی در نمونه‌های مورد بررسی بسیار نزدیک به ۶ است می‌توان گفت که همه جایگاه‌های هشت‌وجهی با کاتیون‌های دوظرفیتی اشغال شده‌اند. به این ترتیب، کلریت‌های مورد بررسی از نوع هشت‌وجهی سه‌گانه هستند [۵۱].

به کمک فرمول ساختاری کلریت آرمانی، مقدار جایگاه خالی (۰٫۲۶-۰٫۶۶ apfu) محاسبه شد [۵۱]، ولی با قطعیت نمی‌توان نشان داد که جایگاه خالی وجود دارد [۵۲].

زمین دماسنجی کلریت

یکی از عواملی که رخداد جانشینی اتمی بین کاتیون‌های مختلف را تعیین می‌کند، دمای رخداد جانشینی است. در دماهای بالاتر، ارتعاش گرمایی کل ساختار بیشتر و اندازه جایگاه‌های اتمی موجود بزرگتر است. بنابراین، گنجایش جانشینی اتمی بیشتر است. به این ترتیب، انتظار تغییرات ترکیبی در دماهای پایین‌تر نسبت به دماهای بالاتر کمتر است [۳، ۱۵]. اگر درجه جانشینی اتمی در دماهای مختلف و برای یک کانی تعیین شده باشد، ترکیب طبیعی کانی می‌تواند دمای تشکیل آن را مشخص کند. برای مثال، مقدار Ti موجود در مگنتیت (به‌صورت محلول جامد) به عنوان تابعی از دما به تجربه مشخص شده‌است [۳].

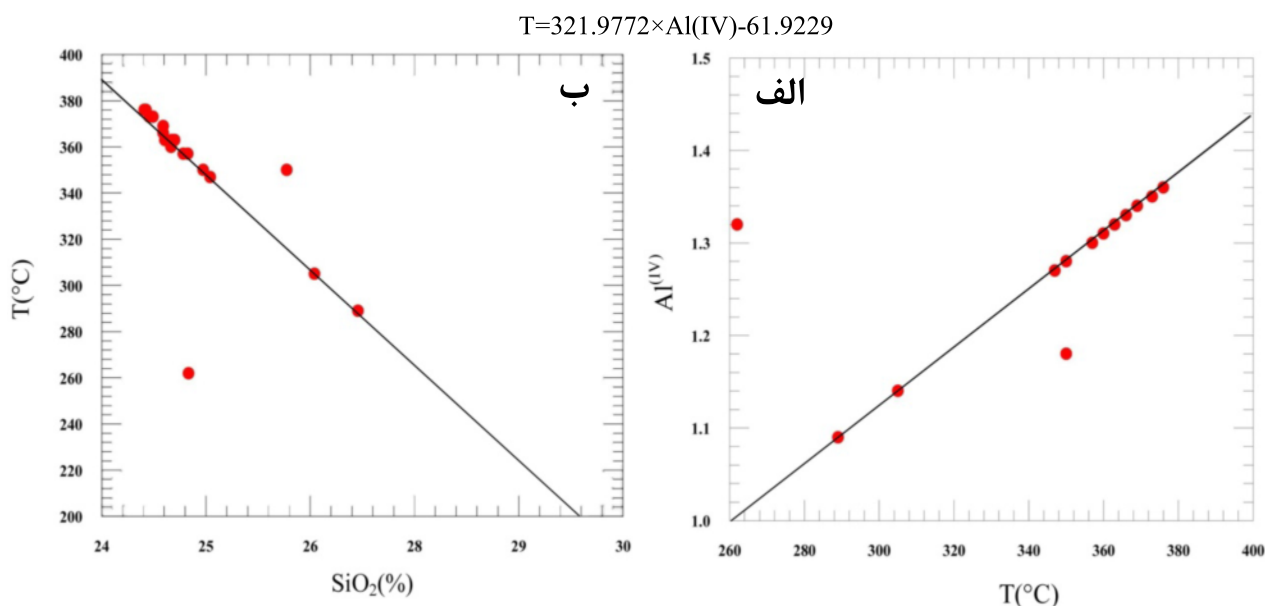
ساختار و ترکیب شیمیایی کلریت می‌تواند نشان دهنده شرایط تشکیل آن باشد. از این نظر کلریت‌همواره به عنوان زمین‌دماسنج به‌کار گرفته شده است. هرچند این دماسنجی گاهی مورد انتقاد نیز قرار گرفته است [۵۳]. دما عامل اصلی کنترل کننده کلریت در محیط‌های گرمابی و دگرگونی است. وابستگی دما و ترکیب شیمیایی کلریت توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است [۳، ۵۴].

زمین‌دماسنجی کلریت به صورت رابطه پسروی $T=321.9772\times Al^{(IV)}-61.9229$ ارائه شده‌است [۱۰، ۱۲]. از آنجا که Al^{IV} مستقل از سنگ‌شناسی سنگ نیست، این رابطه برای محیط‌های دگرگونی، گرمابی و میانزایی کاربرد دارد. در رابطه با جانشینی اتمی انجام شده در کلریت‌ها، مقدار Al^{IV} با افزایش دما به‌طور منظم افزایش می‌یابد. بر این اساس، رابطه $T\text{-}Al^{IV}$ برای تعیین دمای تشکیل کلریت‌ها پیشنهاد شده‌است. بررسی‌های انجام شده در حوضه‌های گوناگون زمین‌شناسی نشان می‌دهد که رابطه پسروی و نمودار اصلاح شده $T\text{-}Al^{IV}$ برای تعیین دمای تبلور کانی کلریت در مواردی مانند بررسی شکل‌گیری نهشته‌های معدنی، دگرگونی درجه پایین، دگرسانی گرمابی و میانزایی معتبر است [۴، ۵۵]. همچنین مقایسه داده‌های دمایی به دست آمده از این روش، با داده‌های برآمده از روش‌های دیگر مانند اندازه‌گیری مستقیم دما در حوضه‌های زمین‌گرمابی، با خطای محاسبه شده کمتر از ۱۰°C همخوانی خوبی نشان داده‌است [۱۰].

به کمک رابطه پسروی بالا و نیز نمودار پسروی $T\text{-}Al^{(IV)}$ [۱۰]، دمای تبلور کلریت‌های انتخابی در گستره ۳۷۶-۲۸۹ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۳۴۵ درجه سانتی‌گراد است که تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد (شکل ۷ الف). بر این اساس، کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان بدون کانه که دورتر از کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان کانه‌دار قرار دارند، دارای دمای تشکیل کمتر و برابر با ۲۸۹ و ۳۰۵ درجه سانتی گراد هستند (جدول ۱). نمودار $SiO_2\text{-}T$ نشان می‌دهد که همبستگی وارون و شدیدی بین دمای تبلور کلریت‌ها و مقدار سیلیس آنها وجود دارد. به این معنا که کلریت‌های دارای سیلیس بیشتر دمای تبلور پایین‌تر هستند و کلریت‌های دارای سیلیس کمتر دمای تبلور بالاتری دارند (شکل ۷ ب).

از طرف دیگر، می‌توان زمین‌دماسنجی کلریت‌ها را در حضور کانی‌های دیگر آلومینیم‌دار یعنی در محیط‌های گرمابی اشباع از آلومینیم بررسی کرد [۵۴]. به این ترتیب، در رابطه پسروی بالا آلومینیم چاروجهی و دما به صورت رابطه $Al_c^{(IV)}=Al^{(IV)}+0.7Fe/(Fe+Mg)$ اصلاح شده است و بر این اساس، دما به وسیله رابطه $T_c=106Al_c^{(IV)}+18$ (2) محاسبه می‌شود [۵۴]. این رابطه، افزون بر مقدار Al^{IV}، تأثیر مقدار Fe و Mg را نیز بر دما نشان می‌دهد که از این نظر می‌تواند اهمیت داشته باشد. به کمک این رابطه، دمای تبلور کلریت‌های انتخابی در گستره ۳۹۱-۳۵۴ درجه سانتی‌گراد و با میانگین ۳۷۷ درجه سانتی‌گراد است که تغییر چندانی را نشان نمی‌دهد.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]



شکل ۷ الف- نمودار پسروی T-Al(IV) [۱۰] و اندازه‌گیری دمای تبلور کلریت‌های انتخابی منطقه زواری‌جان. ب- نمودار SiO_2-T و وجود همبستگی وارون و شدید بین دمای تبلور کلریت‌ها و مقدار سیلیس آنها در منطقه زواری‌جان.

میانگین دمای تشکیل کلریت‌های منطقه زواری‌جان (۳۴۵°C) با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های برآمده از دگرسانی در توده‌های گرانیتی سترولین (۳۳۷°C) و بوروو (۳۴۱°C) [۵۶] و لومنگتسا (۳۰۰°C) [۵۷] لهستان، توده گرانیتی آپالاش کانادا (۳۴۰°C) [۴۷]، باتولیت گرانیتی بگا (۳۴۰°C) در جنوب شرق استرالیا [۵۸] و توده گرانیتی پسوه (۳۴۵°C)-نقده (۳۲۰°C) [۴۶] شباهت دارد. به عبارت دیگر، کلریت‌های منطقه مورد بررسی در دمایی معادل با حد بالای دمای مرحله گرمابی گرانیت ها تشکیل شده‌اند. این دما همچنین نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های گرمابی نوع متوسط دما یا کوهزایی در تشکیل کلریت است. بر اساس این نتایج، می‌توان گفت که شکل‌گیری کلریت در منطقه مورد بررسی ناشی از عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای و تأثیر سیال‌های داغ برآمده از ماگمای گرانیتی بوده است.

مقدار Al(IV) و دما در این رابطه نیز به‌ترتیب به‌صورت Alcc(IV) = Al(IV) + 0.1Fe/(Fe + Mg) و Tcc = 319Alcc(IV) + 69 اصلاح شد [۵۹]. این رابطه در صورتی کاربرد دارد که مقدار Fe/(Fe+Mg) کلریت‌ها کمتر از ۰٫۶ باشد. از آنجا که این نسبت در کلریت‌های منطقه زواری‌جان بیش از ۰٫۶ بوده‌است، پس از این روش زمین دماسنج استفاده نشد.

برداشت

محاسبه فرمول ساختاری میانگین کلریت‌های انتخابی بر اساس ۱۴ اکسیژن بیانگر تعداد اتم کمتر از ۲٫۹۱ اتم سیلیسیم در واحد فرمولی (apfu) و مجموع کاتیون‌های هشت‌وجهی نزدیک به ۱۲apfu بوده که نشان‌دهنده کلریت‌هشت‌وجهی سه‌گانه است. کسر مولی در فاز بین لایه‌ای (Xc) در گستره ۰٫۹۷ تا ۰٫۹۹ قرار دارد که نشان‌دهنده نبود اسمکتیت در فاز بین لایه‌ای و خلوص کلریت است. دمای تبلور کلریت‌ها و مقدار سیلیس آنها همبستگی وارون و شدیدی را نشان می‌دهد. بر این اساس، کلریت‌های دارای سیلیس بیشتر دمای تبلور پایین‌تر و کلریت‌های دارای سیلیس کمتر دمای تبلور بالاتری دارند. بنابراین، مقدار سیلیس کلریت‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای دمای تبلور آنها به کار رود. کلریت‌های موجود در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

سنگ‌های دگرسان بدون کانه نسبت به کلریت‌های موجود در سنگ‌های دگرسان کانه‌دار دمای تشکیل کمتری را نشان می‌دهند. به این ترتیب، می‌توان گفت که وجود و عدم وجود کانه در سنگ‌های دگرسان شامل کلریت‌ها می‌تواند به عنوان شاخصی برای ارزیابی دمای تبلور آنها به کار رود.

میانگین دمای تشکیل کلریت‌های منطقه زواری‌جان با میانگین دمای تشکیل کلریت‌های برآمده از دگرسانی در توده-های گرانیتی مختلف شباهت نشان می‌دهد که بیانگر تشکیل کلریت‌های منطقه مورد بررسی در دمایی معادل حد بالای دمای مرحله گرمابی گرانیت‌هاست. این دما همچنین نشان‌دهنده تأثیر سیال‌های گرمابی نوع متوسط دما یا کوهزایی در تشکیل کلریت است. بر این اساس، عملکرد دگرگونی ناحیه‌ای به همراه سیال‌های گرم برآمده از ماگمای گرانیتی در شکل گیری کلریت مؤثر بوده‌اند.

مراجع

[1] López-Munguira1 A., Nieto F., Morata D.,*"Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena Zone, SW Spain"*, Clay Minerals 37(2) (2002) 267-281.

[2] Mata M. P., Giorgetti G., Árkai P., Peacor D.R., *"Comparison of evolution of trioctahedral chlorite/ berthierine/smectite in coeval metabasitesand metapelites from diagenetic to epizonal grades"*, Clays and Clay Minerals 49(4) (2001) 318-332.

[3] Klein C., Hurlbut C.S., *"Manual of mineralogy"*, John Wiley and Sons (1999).

[4] Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L., *"Chlorite geothermometry: a review"*, Clays and clay minerals 41 (1993) 219-239.

[5] Bailey S. W., *"Chlorites: structures and crystalchemistry"*. Rev. Miner. 19 (1988) 347–404.

[6] Vidal O., Parra T., *"Vieillard P Thermodynamic properties of the Tschermak solid solution in Fe-chlorite: application to natural examples and possible role of oxidation"*, Am.Miner. 90 (2005) 347–358.

[7] Morad S., Sirat M., M. A. K. El-Ghali, H.Mansurbeg, *"Chloritization in Proterozoic granite from the Äspö Laboratory, southeastern Sweden:record of hydrothermal alterations and implications for nuclear waste storage"*, Clay Minerals 46(3) (2011) 495-513.

[8] Schmidt D., Livi K. J. T. HRTEM and SAED investigations of polytypism, *"stacking disorder,crystal growth, and vacancies in chlorites from subgreeenschist facies outcrops"*. Am. Miner. 84 (1999)160–170.

[9] Plissart G., Féménias O., *"Mineralogy and geothermometry of gabbro-derived listvenites in the Tisovita-Iuti ophiolite, south westernRomania"*, Canadian Mineralogists 47 (2009) 81–105.

[10] Cathelineau M., *"Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature"*, Clay Minerals 23 (1988) 471-485.

[11] Battaglia S., *"Applying X-ray geothermometer diffraction to a chlorite"*, Clays Clay Miner. 47(1) (1999) 54–63.

[12] Cathelineau M., Nieva D., *"A chlorite solid solution geothermometer The Los Azufres (Mexico) geothermal system"*, Contribution to Mineralogy and Petrology 91 (1985) 235-244.

[13] Klein C., Cornelius S., Hurlbut Jr., *"Manual of mineralogy(after james D.Dana)"*, 21 st. edition. Revised. John Wiley and Sons, New York (1999).

[14] McDowell S.D., Elders W.A., *"Authigenic layer silicate minerals in borehole Elmore 1,Salton sea geothermal field, California, USA"*, Contrib. Mineral. Pet. 74 (1980) 293-310.

[15] Imamalipour a., Rasa I., *"Mineral chemistry of chlorite as a method for geothermometry of hydrothermal alteration from Qezildash sulfide deposit, NW IRAN"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy(ijcm) 18 (2) (2010) 223-232.

[16] Bloodate E.S., Hughes G.M., Dyar M.D., Grew E.S., Guidotti C., *"Linking structure and chemistry in the schorl–dravite series",* American Mineralogist 84(1999) 922-928.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

[17] Zadmehr F., Shahrokhi S.V., *"Separation of geochemical anomalies by Concentration-Area and Concentration-Number methods In the Saqez 1:100,000 Sheet, Kurdistan"*, Iranian journal of Earth Science (2019) In Press

[18] Stocklin j., *"Structual history and tectonic of Iran, a review",* American association of Petrolium Geologist Bulletine 52-7(1968) 1229-1258.

[19] Mohajjel M., Sahandi M.R., *"Tectonic evolution of Sanandaj-Sirjan Zone",* Scientific Quarterly journal Geosience, 31-32(2001) 28-49.

[20] Radfar J., *"Petrology of granitic rocks from Astaneh area, Iran",* M.Sc. thesis, Tehran University, Iran (1987).

[21] Shahrokhi S.V., Zarei Sahamieh, R., Amiri, F., *"Petrology and Geochemistry of Vazmestan intrusive Bodies(SE Boroujerd-Lorestan Province)"* 16th Symposium of crystallography and mineralogy of Iran, Imam Khomeini International University (2019) 137-143.

[22]Shahrokhi S.V., Zarei Sahamieh, R., *"The study of geochemistry and mineral chemistry of north Aligoudarz, Astane-E- Arak and north boroujerd granitoids, west of Iran"*, journal of the earth 30 (2013) 175-195.

[23] Ahmadi Khalaji A., "Study of Petrology and petrofabrique in plutonic masses and metamorphism in Boroujerd Area", M.Sc. Thesis, Faculty of Science, Tehran University (1999) 150P.

[24] Mahmoudi Sh., Baharifar A.A., Papi N., *"High-temperature metamorphism event in the East and North East Borujerd"*, journal of Research in Earth Science 9(3) (2018) 81-93.

[25] Heidarianmanesh A., Tahmasebi Z., Ahmadikhalji A., *"Mineral chemistry and thermobarometry of migmatitic rocks of Boroujerd area (north of Sanandaj-Sirjan zone)"*, Journal of Petrology 28 (2016) 117-138.

[26] Tahmasebi Z., Ahmadikhalji A., Heidarianmanesh A., *"Mineral chemistry and thermobarometery of high temperature xenoliths in the contact of rhyodacitic rocks, Astaneh area (Southwest Arak)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy(ijcm) 24 (4) (2017) 715-730.

[27] Kordi F, Sepahi A.A. Izadi-kiyan L., *"The study of mineral chemistry and thermobarometry of kyanite-bearing rocks in metamorphic complex of Hamedan area"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy(ijcm) 26(1) (2018) 3-18.

[28] Ahmadi-Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., *"Petrology and Geochemistry of the Granitoid Complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran",* Journal of Asian earth Sciences 29 (2007) 859-877.

[29] Ahmadi-khalaji A., *"Petrology of Granitoid rocks of the Broujerd Area",*Ph.D. Thesis, Faculty of Science, Tehran University (2006) 100P.

[30] Vaezipour M.J., Eghlimi B*., "New Finding in jourassic deposits in Lakan Area(Golpaygan Quadrangle)"*, Inner Report, Geological survey of Iran (1984).

[31] Hyndman D. W., *"Petrology of igneous and metamorphic rocks"*, 2nd Ed., McGraw-Hill., NewYork (1985) 786p.

[32] Sadeghi H., *"Study of Pegmatits in Southwest of Boroujerd and economic value of its"* M.Sc. Thesis, Khorramabad Branch, Islamic Azad University, (2009), 155P.

[33] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M.*,"U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences 41 (2011) 238-249.

[34] Masoudi F., *"Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran"*, PhD Thesis, Leeds University, UK (1997).

[35] Masoudi F., Yardley B.W.D., Cliff R.A., *"Rb-Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak,Iran"*, Islamic Republic of Iran Journal of Sciences 13 (3) (2002) 249-254.

[36] Lotfi M., Shahrokhi, S.V., 2004. *"Cu-Au ore mineralization in Kondor area(N-Aligoudarz) connecting with relavant geodynamic problems of Masterrungranitoids(NE-lorestan province in*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.1.1.8]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.1.3]

of Chlorite Replacing Biotite in Naqadeh and Pasve Granitoid Intrusions", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy(ijcm) 22(3) (2014) 393-404.

[47] Tabbkh-Shabani A.A*., "Mineral Chemistry of Chlorite Replacing Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachians"*, Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 20(3) (2009) 265-275.

[48] Foster M. D., *"Interpretation of the composition and classification of the chlorites"*, USGS Prof Paper 414-A (1962) 1-33.

[49] Czamanske G. K., Ishihara S., Atkin S., *"A Chemistry of rock-forming minerals of the Cretaceous Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis"*, Journal of Geophysical Research 86(B11) (1981) 10431-10469.

[50] Parry W. T., Downey L. M., *"Geochemistry of hydrothermal chlorite replacing igneous biotite"*, Clays and Clay Minerals 30 (1982) 81-90.

[51] Xie X., Byerly G. R., Ferrell R. E., *"jr IIb trioctahedral chlorite from the Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry"*, Contr. Miner. Petrol. 126 (1997) 275–291.

[52] Hiller S., Velde B., *"Octahedral occupancy and the chemical composition of diagenetic (low temperature) chlorites"*, Clay minerals 26 (1991) 149-168.

[53] Jiang W.T., Peacor D. R., Buseck P. R., *"Chlorite geothermometry? Contamination and apparent octahedral vacancies"*, Clays Clay Miner. 42(5) (1994) 593–605.

[54] Kranidiotis P. Y., MacLean W. H., *"Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami"*, Quebec. Economic Geology 821 (1987) 898-911.

[55] Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D., Vieillard P., "*Application of chemical geothermometry to low-temperatur trioctaedral chlorites",* Clays and clay minerals 57 (2009) 371-382.

Iran)", 7th conference of geological survey of Iran, Isfahan, Iran.–Maning, D.A.C. (2004).

[37] ZareiSahamieh R., Shahrokhi S.V., AhmadiKhalaji A., *"A View on the MetamorphicRrocks of the Boroujerd Area"* Mining Conference, Mimeh Branch, Islamic Azad University (1998).

[38] Hajmollaali A., Hosseini M., Farhadian M.B., Sedaghat E., *"Geological Map of Boroujerd 1:100000Sheet"*, Geological Survey of Iran (2000).

[39] Berberian M., King G.C.P., *"Toward a paleogeography and tectonics of Iran"*, *Can. J. Earth Sci.*, 18 (1981) 210-265.

[40] Czamanske G. K., Ishihara S., Atkin S., *"A Chemistry of rock-forming minerals of theCretaceous Paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis"*, Journal of Geophysical Research 86(B11) (1981) 10431-10469.

[41] Siivola J., Schmid R., *"List of mineral abbreviation Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks"*, American Mineralogist, Web version 01.02.07 (2017).

[42] Tahmasbi Z., Ghasemifard H., Ahmadikhalaji A., Izadkian L*.," Geochemistry and tectonic setting of basic dykes in the Boroujerd area (Sanandaj-Sirjan Zone)"* Journal of Petrology, 8(29) (2017), 153-170.

[43] Yardley B.W.D., *"An introduction to metamorphic petrology"*, *Longman Scientific, Technical, Harlow, England* (1989) 248p.

[44] Pflumio C*., "Evidences for polyphased oceanic alteration of the extrusive sequence of the Semail ophiolite from the Salahi Block (Oman)",*in: Peters, T.J.(Eds), Ophiolite genesis and evolution in the oceanic lithosphere (1991) 313-351.

[45] Lori A., Bettison L. A., Schiffman P., *"Compositionaland structural variations of phyllosilicates from Point Sal ophiolite, California"*, American Mineralogist 73 (1988) 62-76.

[46] Alavi A.,Tabbakh- Shabani A.A., Niroomand S., Tecce F*., "Composition and Geothermometry*

[56] Ciesielczuk J., *"Geochemistry of the hydrothermally altered granite from the shear zone in Borów (Strzegom-Sobótka massif)*", Pr. Spec.PTM 17 (2000) 132–134.

[57] Wilamowski A., *"Chloritization and polytypism of biotite in the £omnica granite"*, Karkonosze Massif, Sudetes, Poland: stable isotope evidence. Chem. Geol. 182(2–4) (2002) 529–547.

[58] Eggleton R. A., Banfield J. F., *"The alterationof granitic biotite to chlorite"*, Am. Miner. 70 (1985) 902–910.

[59] De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J. L., *"Chlorite geothermometry",* a review Clays Clay Miner., 41 (2), 219–239 (1993).